

## Caratteri geologici ed evoluzione paleogeografica della pianura versiliese

Saverio Devoti, Marco Fulvio Nisi, Sergio Silenzi

ICRAM - Istituto Centrale Ricerca Applicata al Mare,  
Via di Casalotti 300 - 00166 Roma

### Riassunto

La previsione dei possibili cambiamenti geografici di un territorio costiero, indotti da cambiamenti locali e globali quali le variazioni del livello del mare e la subsidenza, necessita di uno studio a carattere multidisciplinare sia sugli aspetti fisici sia sul ruolo esercitato dall'uomo nell'alterazione degli equilibri naturali.

E' stata pertanto eseguita un'approfondita ricerca ed analisi critica sulle fonti di dati storici, archeologici, geografici, geologici e geomorfologici al fine di ricostruire gli eventi che hanno scandito l'evoluzione della pianura versiliese durante il tardo Quaternario.

La comprensione dei rapporti passati tra oscillazioni del clima, movimenti verticali del suolo, sviluppo delle attività dell'uomo e modificazioni del territorio, fornisce una chiave interpretativa sui possibili cambiamenti futuri innescati da analoghe forzanti.

**Parole-chiave:** pianura versiliese, evoluzione paleomorfologica, Quaternario recente.

### Abstract

*In a coastal area, the prediction of the possible geographic changes, induced by local and global variations such as sea level changes and subsidence, requires a multidisciplinary study on both the physical aspects and on the role played by human action in the alteration of the natural equilibrium.*

*Therefore, in order to reconstruct the events that dictated the evolution of the Versilian Plain during late Quaternary, an in-depth research and critical analysis was carried out on historical, geographic, geological and geomorphological data sources.*

*The understanding of the past relationships between climate, vertical soil movements, development of anthropic activities and changes in the territory provides an interpretation key on the possible future changes triggered by similar parameters.*

**Key-words:** *Versilian Plain, palaeomorphology evolution, late Quaternary.*

### Ubicazione e caratteri fisiografici

L'area investigata nel corso del presente lavoro (Fig. 1) è situata lungo la fascia costiera della Toscana settentrionale che comprende la Pianura della Versilia (o "Bassa Versilia" propriamente detta) e il margine settentrionale della Pianura di Pisa; data la continuità tra le due pianure, il loro confine, posto in coincidenza del Fosso della Bufalina, riveste un ruolo esclusivamente amministrativo, separando i settori litoranei delle due province di Pisa e Lucca.

I limiti settentrionale e meridionale dell'area, estesa per circa 200 km<sup>2</sup>, sono costituiti dai tratti termi-

nali del Cinquale e del Fiume Serchio rispettivamente; i limiti occidentali ed orientali sono marcati dal Mare Tirreno e dall'allineamento della dorsale occidentale delle Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio (Fig. 2-4).

I territori comunali che ricadono, interamente o in parte, in tale area sono quelli di Forte dei Marmi, Seravezza, Pietrasanta, Camaiore, Lucca, Massarosa, Montignoso, Viareggio, Vecchiano e San Giuliano Terme. Il settore occupato dai comuni di Camaiore e Pietrasanta e, verso mare, il tratto che va dalla foce del Cinquale all'abitato di Viareggio, sono tra i più urbanizzati della costa Toscana; solo la zona a sud di Viareggio (Marina di Vecchiano), è caratterizzata dall'assenza d'antropizzazione e pressoché inalterata nelle sue caratteristiche naturali.

Il crinale costiero delle Alpi Apuane e dei Monti d'Oltre Serchio, diretto circa NW-SE, raggiunge quote elevate nei settori settentrionali (900-1000 m) e progressivamente meno pronunciate verso sud (200-400m), delimitando la piana con versanti molto acclivi (pendenza media 22 %) o tramite blande conoidi alluvionali e/o di deiezione talora coalescenti (pendenza media 1,1%). A causa dell'entità delle precipitazioni, che raggiungono in media i 1600 mm/anno (Baldacci et al., 1993) e della forte energia del rilievo dei singoli bacini imbriferi, caratterizzati da tempi di corrivazione molto brevi, la Pianura versiliese è esposta ad un elevato rischio idraulico benché il reticolo idrografico che afferisce alla piana dreni un'area estesa solo qualche centinaio di km<sup>2</sup>.

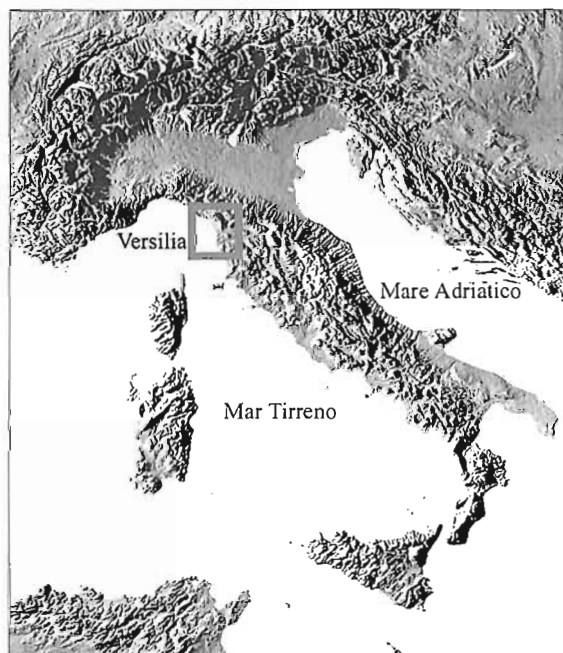


Figura 1 - Ubicazione geografica della Pianura versiliese.

A parte il fiume Frigido, ed ovviamente i Fiumi Serchio e Magra, sono pochi i corsi d'acqua ad avere una portata liquida e un carico solido apprezzabile, e che non risentano eccessivamente delle variazioni pluviometriche stagionali (torrenti Versilia, Cinquale; fossi Camaiore, Motrone; canale di Viareggio); questi attraversano la piana quasi in linea retta dopo aver raccolto le acque che giungono dai solchi vallivi principali delle Alpi Apuane, paralleli tra loro e diretti generalmente NE-SW, subordinatamente N-S.

Numerosi sono invece i canali e i fossi che drenano le zone più depresse del settore e che collegano i frequenti specchi d'acqua salmastra naturali e/o artificiali, spesso stagionali, con il mare. L'intensità e il verso del flusso di questi canali, interamente arginati e rettificati, sono regolati da un complesso sistema di chiuse e scolmatori (Gandolfi e Paganelli, 1975; Cavazza, 1994). Il margine meridionale

dell'area è caratterizzato dalla presenza della foce e del tratto terminale del Fiume Serchio, che entra nella Pianura di Pisa nei pressi dell'abitato di Avane, scorre per qualche chilometro in direzione N-S, e si dirige verso il mare in corrispondenza di Vecchiano compiendo tre ampie anse su una lunghezza lineare di 11 km.

La Pianura, nel tratto indagato, presenta un'estensione trasversale media di circa 6,5 km, e si presenta nel complesso omogenea, attestata generalmente su quote di poco superiori o inferiori allo zero e debolmente inclinata verso mare (pendenza media 0,13%). Scendendo nel dettaglio si possono individuare, a partire dalla costa, quattro diverse fasce fisiografiche abbastanza continue e parallele tra loro: una spiaggia sabbiosa, una serie di cordoni dunari, un settore depresso e una serie di conoidi alluvionali che poggiano sulla dorsale montuosa.

La costa versiliese è caratterizzata dalla presenza di una spiaggia piatta e sabbiosa di notevole sviluppo, che riveste una grande importanza sia dal punto di vista turistico che da quello paesaggistico, culturale e ambientale. La spiaggia è larga da qualche decina di metri (a nord di Forte dei Marmi) fino ad un massimo di circa 700 m (a sud di Viareggio); la sua falcatura presenta una graduale variazione di orientamento, da circa NW-SE presso Marina di Massa a circa N-S in corrispondenza del Fiume Serchio. Le correnti di deriva causano un drift costiero, sia distale sia prossimale, diretto da nord verso sud fra il Fiume Magra e il Cinquale, da sud a nord tra l'Arno e Viareggio (Cavazza et al., 1985) (Fig. 2).

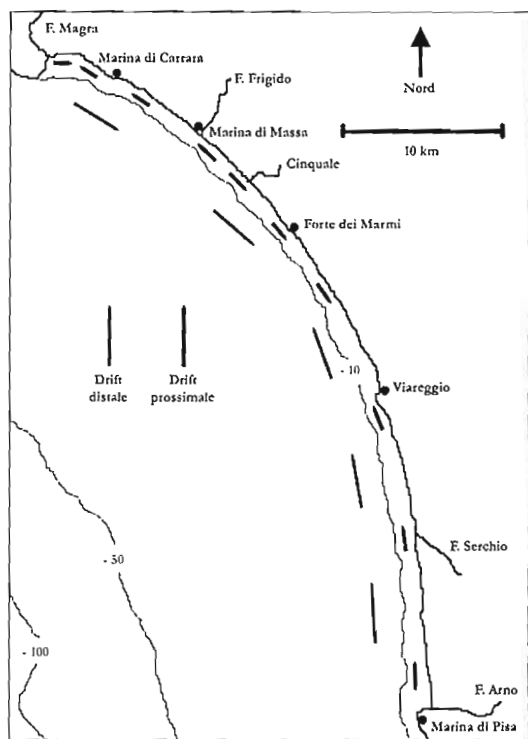


Figura 2 - Il trasporto litoraneo lungo la costa della toscana settentrionale.

Secondo Aiello et al. (1975) l'alimentazione e l'equilibrio della spiaggia versiliese dipende principalmente dal drift distale, ricevendo materiali provenienti dal Fiume Magra (a nord) e dai fiumi Arno e Serchio (a sud); questo apporto solido è comunque di limitata entità a causa della regimazione di tutti i corsi d'acqua della zona (Gandolfi e Paganelli, 1975). Le stime più recenti relative al trasporto solido lungo riva (Regione Toscana e PIN, 1998) sono riportate nella Tabella 1.

La zona di retrospiaggia è caratterizzata, esclusivamente a sud del porto di Viareggio, dallo sviluppo di un cordone dunare largo una trentina di metri e alto da 3 a 5 metri, interessato da una copertura floristica a vegetazione psammofila pioniera tra cui spiccano alcune specie endemiche come *Centaurea aplolepa*.

Tabella 1 - Stima del trasporto solido netto lungo la riva versiliese.

Località	Trasporto solido netto (m <sup>3</sup> /anno)
Cinquale	-270.000
Marina di Pietrasanta	-351.000
Viareggio (nord)	+102.000
Viareggio (sud)	+60.000

A nord di Viareggio i cordoni sono stati smantellati dall'espansione urbana per far posto a passeggiate lungomare o ad insediamenti turistici; dell'originario cordone rimane una piccolissima porzione, peraltro di modesta altezza (1-1,5 metri), presso Forte dei Marmi.

La spiaggia sommersa è caratterizzata da un profilo trasversale generalmente concavo ma reso irregolare per la presenza, fino all'isobata dei -6 m (circa 500 m dalla riva), di barre discontinue e segmenti di cordoni sabbiosi (Federici, 1996; Cipriani et al., 2001).

Tale morfologia causa una forte variabilità nella pendenza dei fondali; i valori medi passano da circa 1,61% fra la battigia e l'isobata dei 5 metri di profondità, a circa 0,71% fra i 5 e i 10 metri. In particolare, nel settore compreso tra Forte dei Marmi e Viareggio, il valore medio calcolato su profili reali, è di circa 1,2° fra la battigia e l'isobata -10 m (Benetti, 2000).

Nelle fasce batimetriche non direttamente interessate da opere di difesa e/o strutture costiere, le differenze di pendenza della spiaggia sommersa nei vari segmenti litoranei si riducono e talvolta si invertono: fondali molto ripidi oltre l'isobata 5 metri si hanno ad esempio fra Marina di Pietrasanta e il Cinquale, ossia in corrispondenza della zona di convergenza dei drift litoranei. Generalmente, comunque, in tutti i settori downdrift rispetto alle opere aggettanti si verifica una brusca caduta di pendenza, probabilmente connessa all'arretramento della linea di riva.

Lungo tutta la fascia litoranea della piana, immediatamente alle spalle della spiaggia, si rinviene una serie di cordoni dunari relitti, in parte smantellati dall'intensa urbanizzazione della zona.

Questi presentano uno sviluppo parallelo alla linea di riva, si attestano su quote medie di 2 m (con punte massime di circa 4 m), e risultano in parte ricoperti da estese selve mesofile costiere a *Quercus robur* e pinete a *Pinus pinea*. L'estensione trasversale di questo settore passa da 2 km circa presso Torre del Lago a poche decine di metri oltre il fiume Frigido; numerosi reperti paleontologici e/o archeologici rinvenuti in corrispondenza dei tomboli più interni recano tracce di frequentazione umana fin dall'VIII secolo a.C.

Alle spalle dei cordoni relitti è presente una zona depressa, caratterizzata da quote comprese tra +1 e -3 m; tale fascia risulta discontinua e poco estesa nel settore settentrionale della piana (Palude di Porta), uniforme e larga circa 1 km da Viareggio fino al Bacino di Massaciucoli.

Il Bacino di Massaciucoli, parte del parco naturale di Massaciucoli-Migliarino-San Rossore, costituisce un'area palustre, frequentata dall'uomo fin dal Neolitico (Caselli, 1981); si estende per circa 12.100 ha tra il Fosso Camaiole a nord e il Fiume Serchio a sud e comprende la criptodepressione del Lago di Massaciucoli (Fig. 3), unico relitto dei frequenti specchi d'acqua salmastra e acquitrini che si rinvenivano lungo tutta la pianura fino al XVI secolo d.C. (Azzari, 1993).

Il lago, di origine tipicamente costiera, ha una superficie di 6,98 km<sup>2</sup> (Caporali e Palmerini, 1981), presenta un perimetro quadrilatero di 10.750 m con sponde basse e non definite sui lati est ed ovest; la sua profondità media è di circa 1,62 m (4,20 m vicino la sponda SW); il suo livello medio si attesta quasi sempre intorno a 0 m s.l.m., ma presenta frequenti oscillazioni, prevalentemente negative, dell'ordine del mezzo metro (con punte massime di 118 cm). Il lago di Massaciucoli non presenta veri e propri emissari ed immissari che assicurino un ricambio delle acque e viene alimentato, sia per diretto scorrimento superficiale sia tramite falda, da un esiguo bacino idrogeologico. Il notevole deposito di materiale organico di origine vegetale sul fondo conduce all'eutrofizzazione delle sue acque con ec-

cessivo sviluppo del fitoplacton, riduzione dell'ossigeno disciolto, formazione di nitriti, ammoniaca, solfuri, metano e composti organici vari (Caporali e Palmerini, 1981).

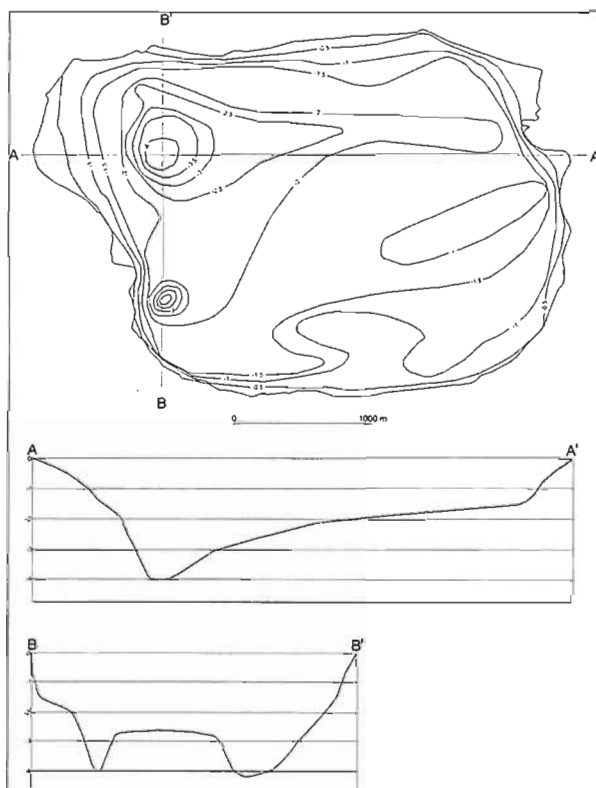


Figura 3 - Batimetria del Lago di Massaciuccoli.

L'attuale situazione fisico-morfologica del Bacino di Massaciuccoli deriva dagli interventi di bonifica attuati per facilitare gli insediamenti umani e l'esercizio dell'agricoltura (Federici, 1996). L'epoca delle bonifiche, iniziata verso la metà del 1700 con il prosciugamento di oltre mille ettari di terreni paludosi, ha avuto il suo massimo impulso intorno al 1920. Nell'arco di circa 70 anni, mediante sollevamento meccanico ad opera di numerose idrovore, sono stati drenati e messi a coltura circa 2800 ettari mentre il bacino perdeva gradualmente le sue caratteristiche originarie di "Zona Umida".

Nonostante ciò, le sponde del Bacino e le altre aree paludose delle Bassa Versilia sono ricoperte da una fitta vegetazione igrofila con canneti a *Phragmites australis* (Tomei e Pisana, 1994); in particolare sono segnalate da Tomei (1996), presso Torre del Lago, alcune specie "atlantiche" come *Hibiscus palustris*, relitto di una flora che popolava la regione durante le passate fasi climatiche "fredde". Al margine orientale della Pianura versiliese è presente una quarta fascia fisiografica, larga circa 1 km in corrispondenza del fiume Frigido e sempre più rastremata verso sud (dove scompare in corrispondenza del Bacino del Massaciuccoli), dove raggiunge quote medie di circa 6 m. Questa zona, caratterizzata da intensa antropizzazione soprattutto per lo sfruttamento agricolo, si raccorda ai bruschi rilievi apuani tramite falde di detrito o con le conoidi alluvionali e di deiezione.

#### **Inquadramento geologico del bacino pisano-versiliese**

L'attuale assetto geologico della Toscana nord-occidentale è il risultato di due fasi principali; la prima, caratterizzata da spinte compressive, conduce alla costruzione dell'edificio montuoso delle Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio-Monte Pisano, la seconda, caratterizzata da una tettonica distensiva,

individua un bacino di sprofondamento a partire dal Miocene superiore, la cui porzione orientale è rappresentata dalla pianura della Versilia e dalla Pianura di Pisa. A questa fase tettonica tardo-neogenica sono riferibili le strutture riscontrabili nel sottosuolo della Pianura pisano-versiliese, rappresentate da una serie di faglie dirette (Della Rocca et al., 1987).

Il bacino, caratterizzato da un asse diretto NW-SE, presenta una conformazione triangolare con vertice presso Santo Stefano Magra e base lungo il bordo settentrionale delle Colline Pisane e del Terrazzo di Livorno. I limiti orientale ed occidentale sono rappresentati rispettivamente: dalle strutture distensive al piede dell'allineamento Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio-Monte Pisano-Valli di Tora/Fine, e da un sistema di faglie subparallele a queste (con immersione opposta) che delimitano le strutture rialzate delle Secche della Meloria e di Maestra (Della Rocca et al., 1987).

L'entità dello sprofondamento tettonico del Bacino pisano-versiliese è rilevante (Figure 4 e 5): a nord di Viareggio il substrato si trova a circa 2000 m di profondità e, visto che le vicine Apuane si innalzano di circa 2000 m s.l.m., il rigetto che le rocce più antiche del Miocene superiore marcano su una distanza trasversale di circa 5 km, non dovrebbe essere inferiore a 4000 m (Mazzanti, 1995). Secondo dati desunti da varie prospezioni geosismiche, i depositi neogenici e quaternari che hanno colmato questa fossa tettonica raggiungono lo spessore di circa 2 km proprio in prossimità della costa pisano-versiliese (Fanucci e Firpo, 1981; Federici, 1987; Mazzanti, 1995).

La zona della Versilia, in particolare, sembra aver subito fenomeni di epirogenesi per tutto il Plio-Quaternario (Federici, 1973). In questo periodo il settore montano e pedemontano è stato coinvolto da movimenti positivi con fasi più intense prima del Pleistocene superiore (soprattutto nel Pleistocene inferiore e medio) ma proseguite fino all'inizio dell'ultima glaciazione (Venzo, 1968); la pianura, invece, ha continuato ad essere interessata, specie dal Pleistocene medio all'attuale, da movimenti negativi (Bartolini et al., 1982).

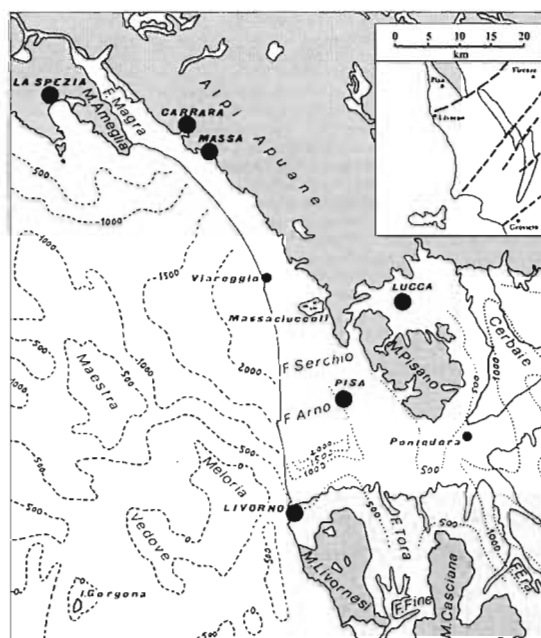


Figura 4 - Carta geologica schematica dell'area in studio: in grigio scuro gli affioramenti di rocce più antiche del Miocene superiore; in grigio chiaro i sedimenti neogenici e pleistocenici; in bianco i sedimenti olocenici e il mare; nel riquadro in alto la posizione della Dorsale Medio Toscana (da Della Rocca et al., 1987; Mazzanti e Rau, 1994). Sono inoltre riportate le isobate del tetto del substrato pre-miocenico: in mare rappresentate tramite tratteggio (Structural Model of Italy - scale 1:500.000), sul continente con il puntinato (Ghelardoni et al., 1968).

Nella Pianura versiliese, contemporaneamente alla subsidenza tettonica, avrebbe agito anche una notevole componente di subsidenza dovuta alla compattazione del grande spessore di depositi quaternari presenti (Mazzanti, 1995). Nel corso degli ultimi 100 anni cospicui fenomeni di "subsidenza antropica" sono stati registrati in vaste aree delle piana.

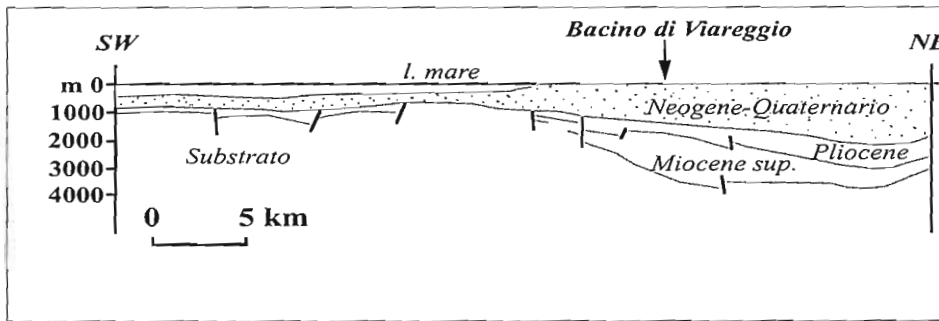


Figura 5 - Profilo sismico del fondale marino in corrispondenza di Viareggio: verso il largo una struttura a pilastro limita una profonda fossa tettonica riempita di sedimenti neogenici e quaternari (da Federici, 1983).

I terreni che costituiscono il Bacino pisano-versilese sono stati suddivisi in tre gruppi denominati substrato profondo, intermedio e superiore (Fancelli et al., 1986; Della Rocca et al., 1987):

- 1) Il substrato profondo comprende le formazioni rocciose antecedenti a quelle del Neoautoctono Toscano (Giannelli et al., 1981).
- 2) Il substrato intermedio comprende sedimenti depositi sotto la prevalente azione della subsidenza tettonica (Miocene sup.-Pleistocene inf.).
- 3) Il substrato superiore è caratterizzato da un apporto sedimentario controllato essenzialmente dalle variazioni eustatiche e dal regime dei carichi solidi fluviali (Pleistocene inferiore - Olocene).

La stratigrafia tardo-quaternaria della piana versilese è stata descritta da Federici (1993) sulla base delle osservazioni compiute su alcuni sondaggi (Figure 6 e 7) e alcune datazioni radiometriche effettuate su frammenti di legno, torba e gusci di molluschi.

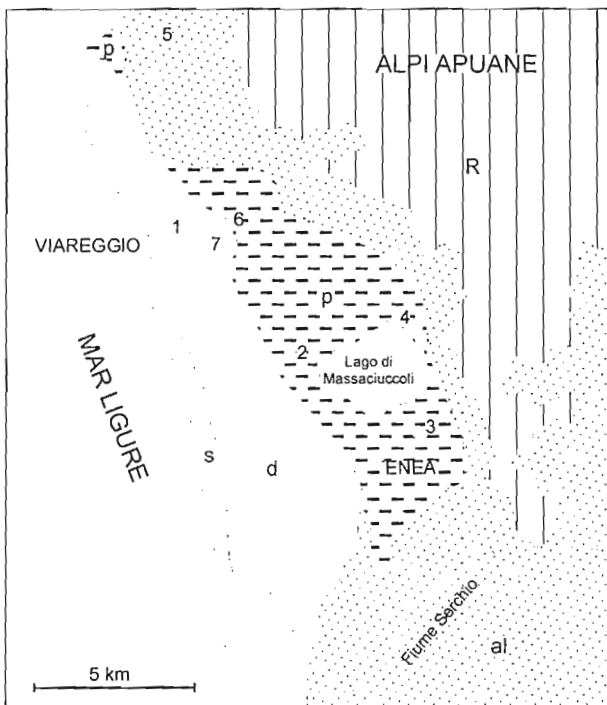


Figura 6 - Ubicazione dei principali sondaggi effettuati nel settore meridionale della Pianura versilese (da Federici, 1993, modificata). 1) Viareggio; 2) Villa Puccini; 3) La Costanza; 4) Ginori; 5) Pietrasanta; 6) Serrelle I; 7) Serrelle II. ENEA) Sondaggio geognostico Enea. Legenda: s) sedimenti della spiaggia attuale; al) sedimenti alluvionali; p) terreni palustri con torbe; d) eolianiti e sabbie silicee marine; R) morfostuttura delle Alpi Apuane.

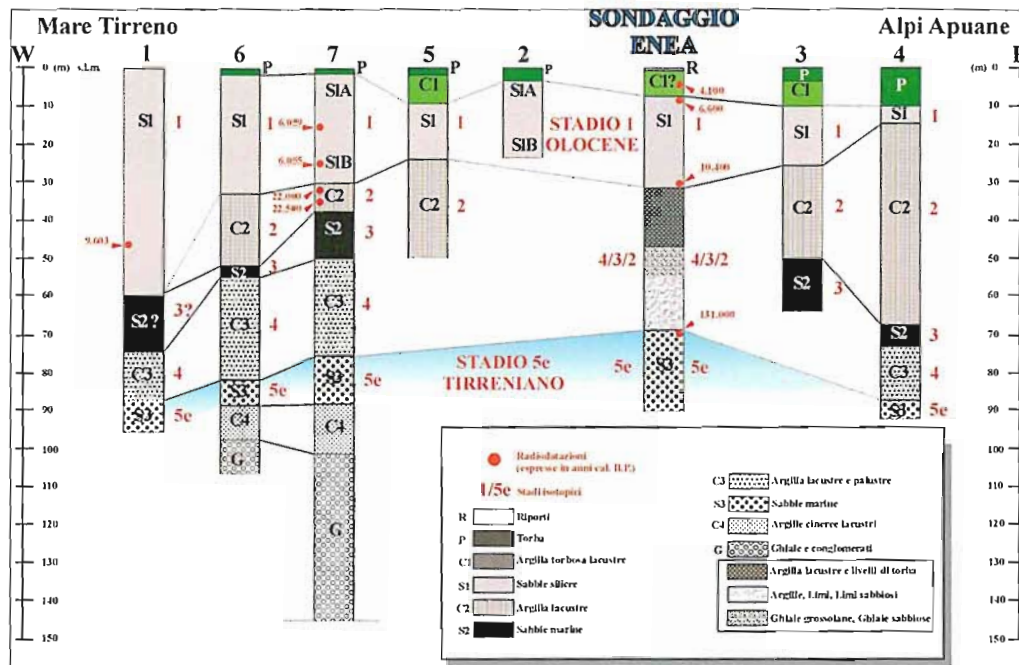


Figura 7 - Rappresentazione stratigrafica dei principali sondaggi effettuati nella Pianura versiliese con relativa ipotesi di correlazione (vedi in seguito).

La successione stratigrafica in questione è di seguito sintetizzata (dall'alto verso il basso):

P: Torba "attuale" con resti di associazioni di vertebrati e vegetali simili a quelli tuttora viventi.

C1: Argilla torbosa lacustre contenente pollini di *Abies*, *Picea* e *Pinus*, presente solo nei sondaggi spostati verso il limite orientale della pianura.

S1: Sabbia silicea potente fino a 50 m; presenta un decremento di spessore verso le Alpi Apuane. La porzione superiore (S1a) risulta più grossolana, con ciottoli vermiculati scolpiti dal vento; questa porzione viene interpretata come una linea di dune litorali oloceniche.

Lo strato inferiore (S1b) è caratterizzato da abbondante malacofauna (Blanc et al., 1953; Valli, 1980) tra cui *Thais haemastoma*, mollusco che si è sviluppato nel Mediterraneo durante il Tirreniano finale e all'inizio del "Versiliano".

Alcuni inclusi, sottoposti a radiodattazione ( $^{14}\text{C}$ ), hanno consentito la collocazione cronologica del livello S1b: un frammento di *Pinus silvestris* rinvenuto alla profondità di -15 m, probabilmente fluitato dalle vicine Apuane, è stato datato  $5.280 \pm 50$  anni B.P. (Federici, 1987); gusci di molluschi prelevati a -26 m e -47 m dal p.c. hanno fornito, rispettivamente, un'età di  $5.646 \pm 200$  anni B.P. (Ferrara et al., 1961) e  $8.940 \pm 273$  anni B.P. (Ferrara et al., 1959).

Le formazioni P, C1 e S1 sono state unificate in un unico intervallo olocenico da Mazzanti (1994), e rappresentano i terreni riscontrabili in affioramento nella pianura assieme ai depositi alluvionali attuali e recenti, ai terreni di colmata e alle conoidi alluvionali della zona pedemontana. I loro rapporti stratigrafici sono mostrati nella Figura 8 (punto 6). In particolare: il livello *a* (formazione S1b) passa verso terra, a conglomerati di cono di deiezione del livello *b* mentre è chiuso verso l'alto da depositi di lido con resti di frequentazione umana a partire dall'VIII sec. a.C. (livello *c*). Questi ultimi, verso l'interno, sbarrano i depositi delle formazioni C1 e P comprese nel livello *d*, mentre, verso il mare, passano a depositi in facies di spiaggia e di duna corrispondenti all'evoluzione del litorale fino all'attuale (livello *e*).

C2: Considerevole strato di argilla lacustre. Nel contenuto floristico si distinguono i generi *Abies*, *Picea excelsa*, *Pinus* e *Quercus*. In accordo con quanto già affermato da Blanc (1934) e Marchetti (1934), datazioni col  $^{14}\text{C}$ , effettuate in alcuni livelli torbosi, indicherebbero età che vanno da  $18.800 \pm 400$  a.



B.P. (Alessio et al., 1964) a  $18.350 \pm 350$  a. B.P. (Broecker et al., 1956) e quindi attribuibili all'ultimo acme glaciale (Mazzanti, 1994).

S2: Esiguo spessore di sabbia e ghiaia fine di ambiente marino in cui sono state riscontrate tracce di *Vitis vinifera* (Blanc et al., 1953), attribuita da Federici (1993) al periodo temperato tra gli acmi di Würm II e III.

C3: Argille continentali lacustri con torba e molluschi terrestri e d'acqua riferite dall'Autore ad una regressione di circa 45.000 anni B.P. (Würm II).

S3: Sabbia marina con livelli ghiaiosi che, secondo Federici (1993), dovrebbe corrispondere ad una trasgressione di breve durata conseguente un'oscillazione climatica in senso temperato (Würm I-Würm II).

C4: Strato di argilla cinerea spesso una decina di metri e ricco in molluschi dulcicoli. La sua deposizione dovrebbe corrispondere alla formazione di un lago di sbarramento costiero dovuta all'attenuarsi delle condizioni di drastico trasporto solido fluviale della fase precedente (Federici e Mazzanti, 1994).

G: Potente formazione clastica con elementi grossolani mischiati ad argilla gialla e argille sabbiose. Federici (1987) attribuisce questi sedimenti ad una grande conoide posta al piede delle Alpi Apuane e formatasi durante la fase anaglaciale di Würm I.

In Tabella 2 sono sintetizzati i caratteri essenziali, le età radiometriche, i periodi climatici e i corrispondenti stadi isotopici (vedi Shackleton e Opdyke, 1976) relativi alle formazioni suesposte secondo quanto riportato dallo stato dell'arte.

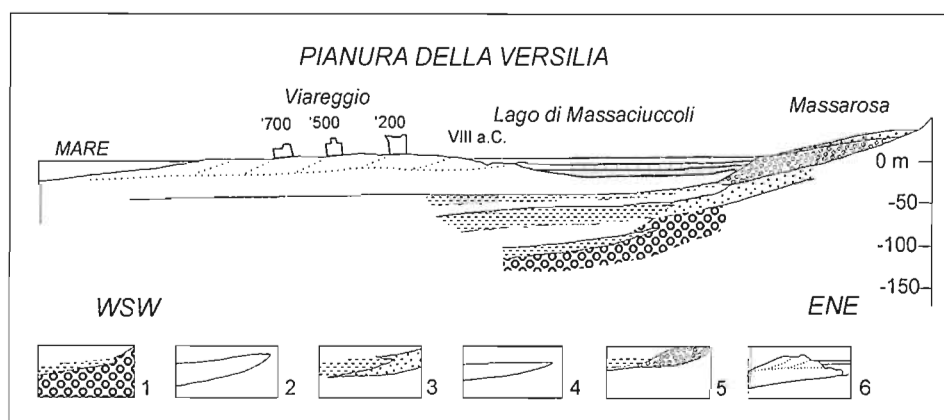


Figura 8 - Sezione geologica schematica (non in scala) perpendicolare al litorale versiliese nel settore compreso tra Viareggio e Massarosa (da Federici e Mazzanti, 1994; Mazzanti, 1994). 1) Ghiaia e conglomerato, Argille cineree lacustri (Würm I); 2) Sabbie marine (Würm I - II); 3) Argille lacustri e salmastre in eteropia con Conglomerati di conoide di deiezione (Würm II); 4) Sabbie marine (Würm II - III); 5) Argille lacustri in eteropia con conglomerati di conoide di deiezione (Würm III); 6) Depositi olocenici.

Recentemente è stato effettuato dall'Enea un sondaggio geognostico nel settore centrale della piana versiliese che, attraverso indagini paleontologiche, geochemiche e stratigrafiche sulle carote estratte ha consentito di effettuare una dettagliata ricostruzione cronostatigrafica della successione sedimentaria tardo-quadernaria (Antonoli et al., 2000; Nisi, 1999). La perforazione ha intercettato un'alternanza di depositi torbosi, sabbie marine e argille continentali (vedi Nisi et al., questo volume). Su campioni di torba, legno, carbone, gusci di molluschi e coralliti prelevati nei depositi del sondaggio sono state effettuate un totale di 19 datazioni radiometriche ( $^{14}\text{C}$  tradizionale, AMS,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ). A partire dalla base delle sabbie marine della porzione superiore del sondaggio fino alle torbe superficiali (da -34 m a -1 m s.l.m.) sono state effettuate 16 datazioni che hanno restituito età calibrate (secondo Stuiver e Reimer, 1993 e Stuiver et al., 1998) comprese tra 10.568 e 2.128 anni B.P. (stadio isotopico 1); le datazioni effettuate nel livello di sabbie più profondo (da -90 m a -68 m s.l.m.) hanno mostrato età di

132.000 ± 15.000 e 129.000 ± 15.000 anni B.P. rispettivamente (sottostadio isotopico 5e). Da questi dati, scaturisce un'ipotesi di ricostruzione paleogeografica e di revisione cronostratigrafica relativa ai terreni attraversati, dove le evidenze emerse dai sondaggi "storici" (Federici 1993) vengono correlati con quelli del sondaggio ENEA (Tab. 3 e Fig. 7). Da tale ricostruzione si evince che:

- le formazioni P, C1 e S1 rientrano nello stadio isotopico 1; in particolare la formazione S1, corrispondente alle Sabbie silicee, rappresenta l'ingressione marina olocenica;
- i depositi continentali C2, sovrastanti la formazione S2 sarebbero riconducibili allo stadio 2;
- la formazione di Sabbie marine S2 è stata attribuita per estrapolazione allo stadio 3 anche se non è stata riscontrata nel sondaggio ENEA;
- la formazione continentale C3 è stata attribuita allo stadio 4; nel sondaggio ENEA non è stato possibile discriminare tali depositi da quelli relativi allo stadio 2;
- la formazione di Sabbie marine S3 è stata attribuita al MIS 5.5 (Tirreniano) e non più ad un'età approssimativa di 100-80 ka B.P. (interglaciale Würm I - II di Federici, 1993);
- i sottostanti depositi continentali argillosi e ghiaiosi (C4 e G) intercettati dai sondaggi 6 e 7 della Figura 7 rappresenterebbero pertanto depositi pre-tirreniani.

**Tabella 2 - Attribuzione cronologica e principali caratteri delle litofacies relative alla successione sedimentaria tardo quaternaria della Pianura versiliese riconosciuta da vari Autori.**

Formazioni	Ambienti	Datazioni ( <sup>14</sup> c)	Periodi	Stadi isotopici
(P) Torba	Palustre	---	Sub Atlantico	1
(C1) Argilla torbosa	Lacustre	---	Sub Boreale	
(S1a) Sabbia silicea	Eolico	---	Atlantico ↑ Lascaux	
(S1b) Sabbia silicea	Marino	5.280 ± 50 a.B.P. 5.646 ± 220 a.B.P. 8.940 ± 273 a.B.P.		
(C2) Argilla e Torba	Lacustre	18.350 ± 350 a.B.P. 18.800 ± 400 a.B.P.	Würm III	2
(S2) Sabbia	Marino	---	Würm II - III	3
(C3) Argilla torbosa	Lacustre	---	Würm II	4
(S3) Sabbia e Ghiaia	Marino	---	Würm I - II	
(C4) Argilla cinerea	Lacustre	---	Würm I	
(G) Ghiaia e Congl.	Continentale	---		

**Tabella 3 - Schema cronologico riassuntivo dei depositi della successione sedimentaria tardo quaternaria della Versilia secondo la nuova ipotesi proposta da Antonioli et al. (2000) e Nisi (1999).**

Formazioni	Ambienti	Stadi Isotopici
P Torba	Palustre	1
C1 Argilla torbosa	Lagunare, lacustre e palustre	
S1 Sabbia silicea	Marino	
C2 Argilla	Lacustre, fluviale	4/(3?)/2
S2 Sabbia	Marino	
C3 Argilla	Lacustre, fluviale	5.5
S3 Sabbia	Marino	?
C4 Argilla cinerea	Lacustre	
G Ghiaia e Conglomerati	Fluviale	

### Evoluzione paleogeografica

L'evoluzione paleogeografica della pianura pisano-versiliese si esplica essenzialmente a partire dal Miocene superiore, età in cui sono ormai concluse le fasi orogenetiche parossistiche. Sul margine occidentale della catena appenninica iniziano le fasi distensive (Mazzanti e Rau, 1994); si vanno così formando i bacini e le fosse tettoniche delle fasi "neoautoctone" nelle quali si depongono i sedimenti dei cicli neogenici e quaternari, lacustri prima e marini poi.

Il Pliocene inferiore e medio vede la massima estensione del dominio marino in tutta la Toscana Marittima. Durante questo lasso di tempo il Bacino pisano-versiliese conobbe il suo massimo sviluppo. Il mare pliocenico, attestandosi al piede delle Apuane, interessò tutta l'area costiera in esame. Durante il Pliocene superiore un'ampia fase di continentalizzazione, conseguente ad un periodo glaciale, avrebbe interessato il settore (Dallan e Salvatorini, 1967): l'attuale Pianura pisano-versiliese faceva parte di un'ampia regione emersa che si estendeva fino alla Corsica e alla Sardegna (Della Rocca et al., 1987). Il Pleistocene inferiore vede lo sviluppo della trasgressione "santerniana", collegata alla formazione di nuovi bacini di sprofondamento, che portò il mare ad invadere di nuovo le pianure costiere; la linea di riva raggiungeva nuovamente il piede occidentale delle Alpi Apuane in Versilia e si insinuava in un profondo golfo marino (il *Sinus pisanus*) bagnando il piede meridionale e occidentale del Monte Pisano (Lazzarotto et al., 1990; Mazzanti, 1995). Il Pleistocene inferiore si chiude con l'esaurirsi di questo ennesimo ciclo e con la comparsa di lembi di terre emerse ad occidente del litorale attuale.

Secondo Lazzarotto et al. (1990) il mare lambì episodicamente il margine occidentale apuano anche durante il Pleistocene medio e superiore; la massima ingressione si ebbe durante il Tirreniano (MIS 5.5 -125 ka B.P.) quando il livello del mare raggiunse, a scala globale, la quota di  $+7\pm 1$  m rispetto all'attuale; in questa fase la linea di riva doveva trovarsi molto prossima al piede delle Apuane (Lazzarotto et al., 1990).

La fine del Pleistocene superiore coincide con l'ultima glaciazione; la conseguente regressione marina generava un ambiente in continua evoluzione con il susseguirsi di conoidi alluvionali, cordoni litoranei delimitanti laghi costieri e aree paludose, la cui esistenza è testimoniata dalle argille e torbe di ambiente lacustre rinvenute nei sondaggi effettuati nella zona.

Il ristabilirsi delle condizioni climatiche interglaciali durante l'Olocene, e lo sviluppo della trasgressione "versiliana", hanno determinato la definitiva costruzione della Pianura versiliese a seguito delle azioni combinate della risalita del livello del mare, dell'apporto sedimentario dei corsi d'acqua afferenti alla piana e, in epoca storica, dell'azione dell'uomo (Della Rocca et al., 1987). Questa ingressione marina in Versilia sembra aver raggiunto il piede dei conoidi di deiezione pleistocenici, come testimoniano le sabbie di ambiente litorale e di duna incontrate in affioramento e nei sondaggi.

In particolare, da circa 9.400 anni B.P. a circa 6.300 anni B.P., tutta la piana versiliese avrebbe subito la fase più intensa dell'ingressione; questa fase avrebbe determinato una paleogeografia caratterizzata da una serie di golfi e lagune separati dal mare aperto da barre sommerse o cordoni litorali interrotti da più canali (Nisi, 1999). Proprio intorno a 6.300 anni B.P. la trasgressione olocenica sembra aver raggiunto la sua maggiore estensione nell'entroterra pisano-versiliese, fino a un massimo di 9 km dalla costa attuale, che avrebbe portato il mare a lambire ancora i rilievi apuani (Sestini, 1957; Nisi, 1999).

E' ipotizzabile che da 6.300 anni B.P., in relazione alla ridotta velocità di risalita eustatica, la pianura abbia subito sempre meno la diretta influenza delle acque marine a causa dell'emersione permanente di un cordone litoraneo; le tappe della successiva evoluzione paleogeografica vedono prima l'impostarsi di una laguna retrodunare, successivamente di specchi d'acqua lacustre in piccoli bacini isolati (come il Lago relitto di Massaciucoli), e infine di paludi e stagni che sopravvivono fino ai tempi della bonifica determinando cospicui accumuli di depositi organici (Mazzanti et al., 1990; Nisi, 1999).

La chiusura della sedimentazione lagunare nella Piana della Versilia sembra collocabile intorno a 4.600-4.200 anni B.P. in base alla datazione di gusci di *C. glaucum* ubicati appena al di sotto di un

livello di sabbie limose fortemente ossidate, rintracciabile in vaste aree della pianura (Nisi, 1999). A partire da questo momento, e fino all'VIII-I secolo a.C. circa, la costa pisano-versiliese sembra essere stata caratterizzata da una sostanziale stabilità.

Le prime tracce di frequentazione umana del litorale in epoca storica risalgono proprio all'VIII secolo a.C. (Età del Bronzo) e rappresentano, quindi, le più antiche documentazioni archeologiche indicanti con una certa precisione l'andamento dell'antica linea di riva (Fig. 9: siti 15, 18, 19, 20, 24).

Al I secolo a.C. risale invece la documentazione dell'esistenza di uno scalo portuale presso la località di S. Piero a Grado e della posizione della città di Pisa presso la paleo-confluenza tra il Serchio e l'Arno (Strabone, Γεωγραφικα., 5.2.5) confermata da analisi aerofotogrammetriche (Della Rocca et al., 1987). Maggiori lacune rimangono sulle vicende e la situazione di questi territori durante la decadenza e la fine del dominio di Roma.

Durante lo sviluppo dei Comuni (secoli XI-XIV) si registrò un forte impulso nella deforestazione, nel prosciugamento di aree palustri e nell'esecuzione di importanti opere idrauliche con conseguente regressione marina (Fig. 9). Rientra in questo quadro la canalizzazione e la deviazione di un ramo del Serchio ad occidente della città di Lucca, verso Ripafratta, allo scopo di diminuire gli apporti idrici al Lago di Bientina che dava luogo a frequenti esondazioni (Targioni Tozzetti, 1761).

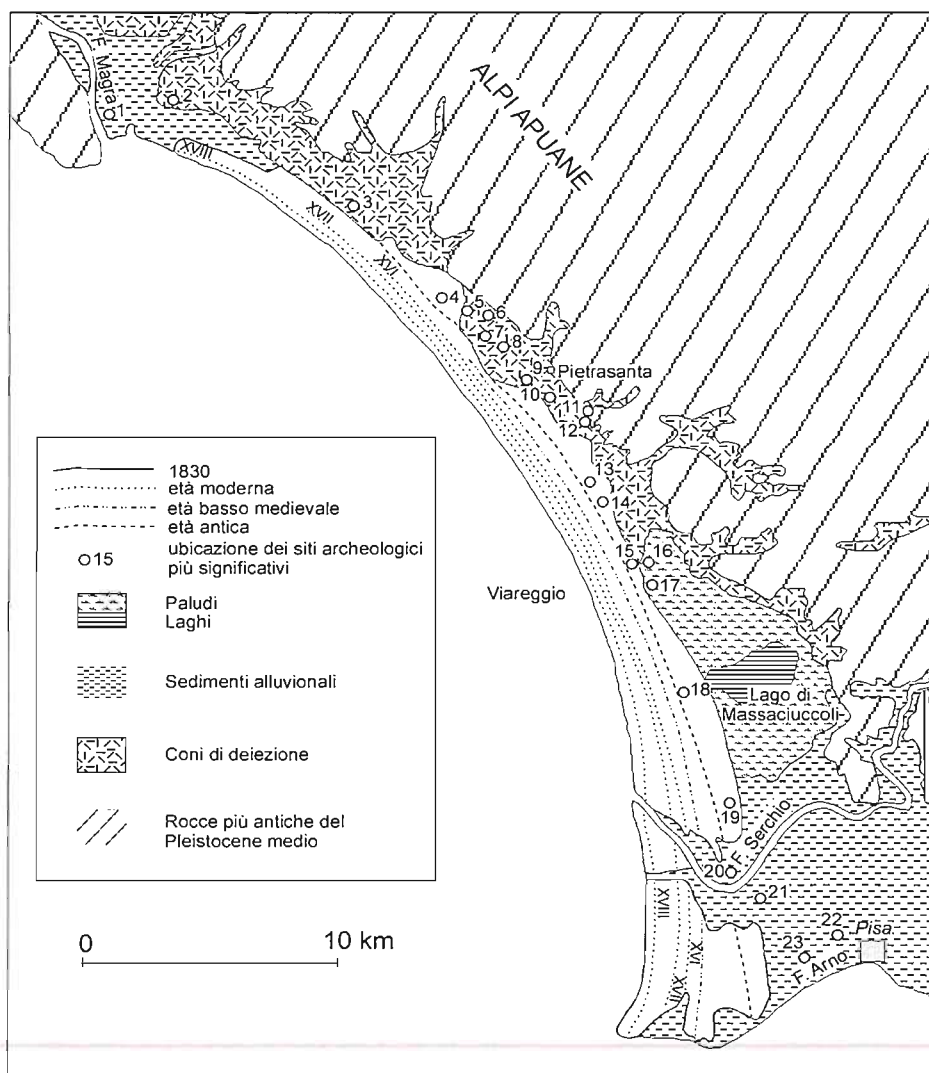


Figura 9 - Le antiche linee di riva tra Livorno e Bocca di Magra in relazione ai siti archeologici più significativi (da Mazzanti, 1994).

Agli inizi del XVI secolo risalgono le corografie di Leonardo da Vinci, dove la linea di riva della Pianura di Pisa risulta individuata in quattro punti: Cittadella di Livorno, Bocca d'Arno, Bocca di Fiume Morto, Bocca di Serchio. Il quadro d'insieme che si trae da queste rappresentazioni è indicativo di una situazione idraulica abbastanza disordinata, che doveva risentire dell'abbandono legato all'assedio di Pisa e alla guerra con Firenze prima che, con il definitivo avvento della Signoria dei Medici, si tornasse a provvedere alla manutenzione delle opere (Caleca e Mazzanti, 1982).

Dalle carte di Leonardo si nota come la foce del Serchio fosse volta verso ovest e che il fiume non aveva ancora costruito l'ultimo tratto di pianura che oggi percorre con direzione SE-NW; si notano, infine, le torri all'imboccatura del porto pisano ancora completamente circondate dal mare (come rimasero fino a parte del XIX secolo) e le cosiddette "paduli", lame d'acqua litoranee allungate parallelamente al litorale e sbarrate da cordoni di dune (Caleca e Mazzanti, 1982).

A partire dalla seconda metà del '500 furono quindi eseguite notevoli opere idrauliche che si tradussero in un nuovo generale avanzamento del litorale pisano-versiliese. Ne sono esempi i tagli dei meandri del Serchio, dell'Arno presso Bientina e il "taglio ferdinando" della Bocca d'Arno, deviata verso NW nell'ultimo tratto (circa 2 km) in modo da evitare che le mareggiate ne impedissero il deflusso in mare, causando allagamenti ai sobborghi di Pisa (Ceccarelli Lemut et al., 1994).

All'insediamento in Toscana della Casa d'Asburgo-Lorena, con l'incoronazione di Pietro Leopoldo nel 1765, furono eseguiti i primi rimboschimenti e prese il via una fase di "bonifica integrale" del territorio (Azzari e Rombai, 1991), come il drenaggio dei canali interni della Versilia, la regolazione del livello del Lago di Massaciuccoli e degli acquitrini ad esso contermini (Azzari, 1993).

Secondo Mazzanti (1994) queste sistemazioni testimoniano l'inizio di un diverso modo di operare nei bacini imbriferi che sottendono il litorale pisano-versiliese causando, nei soli duecento anni a cavallo dei secoli XVI e XVIII, un ripascimento maggiore rispetto a quello registrato nei mille anni precedenti, anche per l'incremento del trasporto solido fluviale dovuto agli effetti dell'aumento generalizzato dell'erosione.

L'ulteriore progradazione del litorale risulta ben registrata dai rilievi del Catasto Ferdinando-Leopoldino che sono serviti alla redazione della prima carta geometricamente esatta della Toscana, redatta da Giò Inghirami nel 1830, dalla quale è stata tratta una delle linee di riva di Figura 9. Dall'analisi di questa rappresentazione si evince come il litorale pisano-versiliese abbia subito un'avanzamento a partire dal VIII secolo a.C., che ha raggiunto l'estensione di circa 7 km presso la Bocca d'Arno. Questo accrescimento è durato fino circa al 1850 sviluppandosi con accelerazioni diverse. Secondo Galletti Fancelli (1978) l'accrescimento della pianura si sarebbe realizzato tramite il giustapporsi di lunghi tomboli e cordoni dunari a partire dalla foce dell'Arno, secondo una disposizione geometrica a forma di triangolo isoscele con il vertice ubicato presso Bocca d'Arno. Gli allineamenti di dune hanno scandito le tappe della progradazione del litorale verso ovest a partire dall'VIII secolo a.C.: i cordoni principali sono stati attribuiti ad un intervallo di tempo che va dal IV-III secolo a.C. al XVIII secolo d.C. (Federici, 1996). Tra un cordone e l'altro è rimasta spesso una zona depressa (lama), invasa dalle acque salmastre e localmente comunicante con il mare, il cui riempimento è da considerarsi legato soprattutto alle colmate artificiali (Barsotti et al., 1974). Un'ulteriore causa di progradazione sarebbe imputabile al forte incremento dei materiali drittici di trasporto fluviale dovuto, in prevalenza, alle attività dell'uomo (Mazzanti, 1994).

Intorno all'anno 1899 si è registrata l'entrata in erosione del settore circostante la foce dell'Arno a causa del minor trasporto solido da parte dei corsi d'acqua e, quindi, un'inversione della tendenza generale all'accrescimento del litorale (Fig. 9).

Quest'ultimo fenomeno sarebbe stato favorito da molteplici fattori (Mazzanti, 1994):

- 1) la diminuzione delle precipitazioni atmosferiche, dovute al termine della "piccola età glaciale" considerata conclusa nell'anno 1850;
- 2) l'estensione dell'agricoltura nelle località montane e nelle pianure costiere e fluviali più depresse

con tecniche adatte a contenere l'erosione dei suoli;

3) il prosciugamento delle zone umide con la sottrazione dei materiali torbidi fluviali al rifornimento delle spiagge;

4) le opere di difesa degli abitati costieri.

A causa di un sempre crescente impatto antropico (urbanizzazione, smantellamento della duna, costruzione di opere marittime, modifica dei corsi d'acqua, estrazione di materiali per l'edilizia, ecc.), la spiaggia versiliese ha conosciuto, negli ultimi decenni, fasi alterne di erosione e di avanzamento, con tassi anche maggiori di 3 metri per anno (vedi Nisi et al., questo volume)

### Conclusioni

E' stata realizzata una sintesi sulle conoscenze sull'evoluzione paleogeografica della pianura versiliese dal Pleistocene inferiore all'epoca storica.

L'area del bacino versiliese è rappresentata da una successione di sedimenti clastico-carbonatici, continentali e marini, della potenza massima di circa 2000 m. Tali sedimenti sono stati messi in posto, a partire dal Miocene superiore, inizialmente sotto l'azione prevalente di una subsidenza tettonica che ha agito su un substrato alloctono intensamente deformato e, successivamente, dall'equilibrio tra cicli eustatici, neotettonica, variazioni climatiche e apporti sedimentari.

Attualmente il bacino è soggetto all'influenza dei sedimenti pedemontani trasportati dai torrenti e controllato da una debole subsidenza.

La correlazione fra sondaggi noti in letteratura ha permesso di definire la presenza di sedimenti correlabili a più cicli sedimentari, datando l'inizio della trasgressione olocenica a 10.6 ka BP; inoltre, le ricostruzioni paleoambientali hanno messo in evidenza una paleomorfologia costiera piuttosto articolata che ha influenzato la definitiva costruzione della pianura durante i primi millenni dell'Olocene. La successiva evoluzione paleogeografica, collegata alla diminuzione dei tassi di risalita eustatica tardo-olocenica, permette l'emersione di un cordone litoraneo e l'impostazione di un cordone retrodunare che chiude bacini lacustri, stagni e paludi.

La costituzione delle zone umide caratterizza il peculiare sistema costiero versiliese sino ai tempi delle opere idrauliche (iniziate nel XVII secolo) che hanno portato alla bonifica di buona parte degli specchi d'acqua presenti.

La presenza di ecosistemi peculiari (zone umide, delta fluviali, ecc.) unitamente alle infrastrutture turistiche, industriali ed abitative rendono la pianura versiliese un territorio particolarmente sensibile a future variazioni del livello marino.

### Bibliografia

- Aiello E., Bartolini C., Caputo C., D'Alessandro L., Fanucci F., Fierro G., Gnaccolini M., La Monica G.B., Lupia Palmieri E., Picazzo M. e Pranzini E. (1975) - *Il trasporto litoraneo lungo la costa toscana tra la foce del fiume Magra ed i monti dell'Uccellina*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1519-1571.
- Alessio M., Bella F. e Cortesi C. (1964) - *University of Rome Carbon 14 dates II*. Radiocarbon, 6: 77-90.
- Antonioli F., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e la subsidenza della pianura versiliese (Toscana Nord-Occidentale)*. Regione Emilia-Romagna, Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra", 8/10 Novembre 1999. Pp. 214-218.
- Azzari M. (1993) - *Tra mare e monte. Paesaggi della costa a nord dell'Arno*. In: "Paesaggi della costa toscana", Regione Toscana Ed. Pp. 131-149.
- Azzari M. e Rombai L. (1991) - *Quadri paesaggistici delle regioni collinari - La gestione del territorio fra Sette e Ottocento*. In: "Paesaggi delle colline toscane", Regione Toscana Ed. Pp. 37-51.
- Baldacci F., Cecchini S., Lopane G. e Raggi G. (1993) - *Le risorse idriche del Bacino del Fiume Serchio*

- ed il loro contributo all'alimentazione dei bacini idrografici adiacenti. Mem. Soc. Geol. It., 49: 365-391.
- Barsotti G., Federici P.R., Gianelli L., Mazzanti R. e Salvatorini G. (1974) - *Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del bacino di carenaggio della Torre del Fanale*. Mem. Soc. Geol. It., 13: 425-495.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G. C., Costantini A., Federici P. R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P. L., Castaldini D. e Francavilla F. (1982) - *Carta Neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101: 523-549.
- Benetti S. (2000) - *Studi morfologici ed evolutivi della fascia costiera della Versilia (Toscana) come indicatori nella valutazione della vulnerabilità*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Bologna, A.A. 1999/2000.
- Blanc A.C. (1934) - *Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia (nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43: 129-143.
- Blanc A.C., Settepassi E. e Tongiorgi E. (1953) - *Excursion au Lac de Massaciuccoli*. IV Congr. Int. INQUA. Pp. 31-42.
- Broecker W.S., Kulp J.L. e Tucek C.S. (1956) - *Lamont natural radiocarbon measurements III*. Science, 124: 154-165.
- Caleca A. e Mazzanti R. (1982) - *Le carte del Valdarno inferiore e della Toscana marittima di Leonardo da Vinci: sintesi di un territorio agli inizi del XVI secolo*. Boll. Soc. Geol. It., 11: 691-719.
- Caporali F. e Palmerini M. (1981) - *Indagini sulle zone umide della Toscana. XV. Il contributo dell'agricoltura al processo di eutrofizzazione del Lago di Massaciuccoli (Lucca, Pisa)*. In: "Il Bacino del Massaciuccoli II". Consorzio Idraulico II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici. Pp. 1-13.
- Caselli R. (1981) - *Indagini sulle zone umide della Toscana. XVII. Le industrie neolitiche ed eneolitiche del lago di Massaciuccoli*. In: "Il Bacino del Massaciuccoli II". Consorzio Idraulico II Categoria, Canali Navigabili Burlamacca, Malfante, Venti e Quindici. Pp. 33-37.
- Cavazza S. (1994) - *Capitolo Dodicesimo. L'idrologia attuale. La natura e i molteplici interventi umani*. In: "La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia", pp. 431-461.
- Cavazza S., Celestre P., Gandolfi G., Mazzanti R., Megale P. G., Milano V., Paganelli L. e Palla B. (1985) - *Foglio 104 Pisa*. In: "Atlante delle Spiagge Italiane. Dinamismo-Tendenza evolutiva-Opere umane". Progetto finanziato Difesa del Suolo, Sottoprogetto Dinamica dei Litorali, C.N.R., Firenze.
- Ceccarelli Lemut M.L., Mazzanti R. e Morelli P. (1994) - *Il contributo delle fonti storiche alla conoscenza della geomorfologia*. In: "La Pianura di Pisa e rilievi contermini. La natura e la storia", Mem. Soc. Geogr. It., 50: 401-429.
- Cipriani L.E., Ferri S., Iannotta P., Paolieri F. e Pranzini E. (2001) - *Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale*. Studi Costieri, 4: 119-150.
- Dallan L. e Salvatorini G. (1967) - *Biostratigrafia del Pliocene della Toscana Marittima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. serie A, 74: 570-578.
- Della Rocca B., Mazzanti R. e Pranzini E. (1987) - *Studio geomorfologico della Pianura di Pisa*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10: 56-84.
- Fancelli R., Grifoni R., Mazzanti R., Menchelli S., Nencini C., Pasquinucci M., e Tozzi C. (1986) - *Il contesto geomorfologico - Evoluzione della Pianura di Pisa*. In "Terre e Paduli: Reperti, documenti, immagini per la storia di Coltano". Pp. 35-42.
- Fanucci F. e Firpo M. (1981) - *Application de la sismique reflection à l'étude de la marge continental de la Mer Ligure: quelques exemples*. Boll. Geof. Teor. Appl., 23: 145-157.
- Federici P.R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: 1 - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il*

- suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a NW delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 92: 287-301.
- Federici P.R. (1983) - *Lineamenti geografici e morfologici*. In: "Guida al Parco Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli". Nistri e Lischi Ed. Pp. 3-17.
- Federici P.R. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino di Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*. Il bacino di Massaciuccoli, 3: 27-52.
- Federici P.R. (1993) - *The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of drillings and radiometric data*. Mem. Soc. Geol. It., 49: 217-225.
- Federici P.R. (1996) - *Il Parco Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Introduzione all'ambiente fisico*. Ente Parco Regionale Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Pisa. In: "San Rossore: un territorio, un grande valore ambientale". Pp. 7-10.
- Federici P.R. e Mazzanti R. (1994) - *Note sulle pianure costiere della Toscana. Aspetti fisici e problemi ambientali delle pianure italiane*. Mem. Soc. Geogr. It., 53: 165-270.
- Ferrara G., Reinharz M., e Tongiorgi E. (1959) - *Carbon 14 dating in Pisa I*. Radiocarbon, 1: 25-32.
- Ferrara G., Fornaca Rinaldi G. e Tongiorgi E. (1961) - *Carbon 14 dating in Pisa II*. Radiocarbon, 3: 99-104.
- Galletti Fancelli M.L. (1978) - *Ricerche sulla subsidenza della pianura pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno*. Boll. Soc. Geol. It., 97: 197-245.
- Gandolfi G. e Paganelli L. (1975) - *Il litorale pisano-versiliese (area campione alto Tirreno) composizione provenienza e dispersione delle sabbie*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1273-1295.
- Ghelardoni R., Giannini E. e Nardi R. (1968) - *Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa Valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici*. Mem. Soc. Geol. It., 7: 91-106.
- Ghezzi G. (1986) - *Aspetti idrogeologici: interconnessioni tra acque superficiali acque sotterranee ed acque marine*. Atti Conv. Ord. Ing. Su Parco Nat. Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Pp. 43-49.
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (1982) - *I sedimenti del Pliocene e del Pleistocene inferiore della zona compresa fra Ripabella e Bibbona (Province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., 100: 111-123.
- Lazarotto A., Mazzanti R. e Nencini C. (1990) - *Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalvetti*. Suppl. n°2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, 11: 1-85.
- Marchetti M. (1934) - *Una torba glaciale nel lago di Massaciuccoli*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43: 143-150.
- Mazzanti R. (1994) - *L'influenza della tettonica, delle oscillazioni climatiche e dell'impatto antropico nella costruzione del litorale versiliese-pisano*. L'evoluzione e la dinamica del litorale prospiciente i bacini dell'Arno e del Serchio e i problemi di erosione della costa. Centro di Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino del C.N.R. Pp. 25-54.
- Mazzanti R. (1995) - *Revisione e aggiornamento sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni nei sedimenti pleistocenici ed olocenici della Toscana costiera*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/1. Pp. 509-521.
- Mazzanti R. (1997) - *La Toscana marittima durante il Pleistocene e l'Olocene: schema stratigrafico e morfologico*. Il Paleolitico e il Mesolitico della Toscana, Ralli editore, Poggibonsi.
- Mazzanti R., Paribeni E., Storti S., Vaggioli M.A. (1990) - *La pianura versiliese nel contesto geomorfologico*. Etruscorum ante quam Ligurum. La Versilia tra il VII e il III secolo a.C. Pp. 33-43.
- Mazzanti R. e Rau A. (1994) - *Capitolo Primo: La Geologia*. In: "La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia.". Pp. 31-87.
- Nisi M.F. (1999) - *Eustatismo ed evoluzione paleogeografica tardo quaternaria del litorale pisano-versiliese nel settore compreso tra Antignano e Viareggio*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli



- Studi di Roma "La Sapienza", A.A. 1998/1999. Pp.240.
- Regione Toscana e PIN (1998) - *Studio generale del litorale compreso fra Marina di Massa e Tirrenia*. Regione Toscana Ed.
- Servizio Geologico d'Italia - Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, (1978). *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:500.000*.
- Sestini A. (1957) - *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 57: 1-5.
- Shackleton N. J. e Opdyke N.D. (1976) - *Oxygen and Carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history*. Initial Reports Deep Sea Drilling Project, U.S. Govern. Print Off. Washington, 81: 599-609.
- Strabone, I sec. d.C. - Γεωγραφικά. 5: 2-5.
- Stuiver M. e Reimer P.J. (1993) - *Radiocarbon calibration data*. Radiocarbon, 35: 215-230.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J., Burr G.S., Hughen K., Kromer B., McCormac G., Van Der Plicht J. e Spurk M. (1998) - *Intcal 98 Radiocarbon age calibration, 24.000-0 cal B.P.* Radiocarbon, 40: 1041-1083.
- Targioni Tozzetti G. (1761) - *Ragionamento [...] dell'insalubrità dell'aria della Valdinievole*. Firenze.
- Tomei P.E. (1996) - *Emergenze floristiche e vegetazionali delle selve costiere a San Rossore*. In: "San Rossore: un territorio, un grande valore ambientale", Ente Parco Regionale Migliarino-San Rossore-Massaciuccoli. Pp. 11-19.
- Tomei P. E. e Pisana L. (1994) - *Cenni sul popolamento floristico e sul paesaggio vegetale*. In: "La pianura di Pisa e i rilievi contermini, la Natura e la Storia.". Pp. 31-87.
- Valli S. (1980) - *Indagini sulle zone umide della Toscana VIII. Il giacimento malacologico del padule di Massaciuccoli*. In: "Il bacino del Massaciuccoli I". Consorzio Idraulico di II categoria, Pacini Mariotti Ed. Pp. 51-61.
- Venzo S. (1968) - *Gruppo di ricerca per la Geologia dell'Appennino settentrionale e della Toscana*. Relazione generale sull'attività nel 1965-66. Sez. V Parma. Ric. Sc., 38: 34-42.

**Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.**